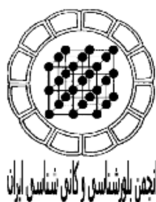
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۳۰۳ تا ۳۱۴



شیمی کانی و دما-فشارسنجی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی شرق سلماس، شمال غرب ایران

ثریاسادات سعیدی، رباب حاجی‌علی اوغلی*، محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۳/۲۰، نسخه نهایی: ۹۹/۶/۱۲)

چکیده: متابازیت‌های شرق سلماس به‌عنوان یکی از گسترده‌ترین واحدهای مجموعه دگرگونی، در شمال غرب پهنه سنندج – سیرجان واقع هستند. متابازیت‌های مورد بررسی بیشتر از نوع آمفیبولیت و شیست سبز در تناوب با سنگ‌های دگرگونی گنیس، متادیوریت، متاریولیت و مرمرها دیده می‌شوند. متابازیت‌ها از نظر ساختاری شکل جهت یافته و توده‌ای دارند و اندازه‌ی دانه‌ها نیز از ریز تا متوسط متغیر است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، متابازیت های منطقه در ۶ زیرگروه آمفیبولیتی و ۴ زیرگروه شیستی دسته‌بندی می‌شوند. بر پایه نتایج ریزپردازشی، آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکا و اسپینل کانی‌های اصلی نمونه‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) هستند. با توجه به شیمی کانی‌ها، ترکیب آمفیبول‌ها از نوع منیزیو هورنبلند و فروچرماکیت، پلاژیوکلازها با ترکیب آندزین، میکاها از نوع فلوگوپیت و اسپینل‌ها به‌صورت آلومینیم اسپینل هستند. با دما - فشارسنجی سنگ‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) منطقه بر پایه از ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز، گستره‌ی دمایی (۶۰۰-۵۵۰ درجه سانتی گراد) و فشاری (۶-۴ کیلوبار) متوسط، رخساره آمفیبولیت با نوع بارووین، شیب زمین گرمایی ۳۰°C/Km و محیط های کوهزایی درون قاره‌ای برای سنگ‌های دگرگونی منطقه تعیین شد.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ دما و فشارسنجی؛ متابازیت؛ شرق سلماس؛ شمال غرب ایران.*

مقدمه

مجموعه دگرگونی شرق سلماس واقع در غرب دریاچه ارومیه در دورترین بخش شمال غرب ایران و در برخوردگاه دو پهنه مهم ساختاری سنندج – سیرجان و ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه با توجه به داشتن ویژگی‌های سنگ‌شناسی و نیز ساختارهای زمین‌شناسی براساس بررسی‌های صحرایی، ارتباط و شباهت نزدیکی با واحدهای پهنه سنندج – سیرجان دارد [۱]. پهنه سنندج – سیرجان با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰کیلومتر از غرب دریاچه ارومیه تا گسل میناب با روند شمال غرب – جنوب شرق ادامه دارد. پهنه سنندج – سیرجان بویژه شمال غرب آن دارای انواع سنگ‌های دگرگونی و توده‌های آذرین چندفازی با گستره‌های سنی متفاوت است. با توجه به قرار گرفتن پهنه سنندج – سیرجان در سامانه کوهزایی زاگرس بین کمان ماگمایی ارومیه – دختر و زاگرس چین خورده [۲]، مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگونی این پهنه می‌توانند در معرض فرآیند باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس نیز قرار گرفته باشد. براساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ساختاری، پهنه سنندج – سیرجان بیانگر یک کافت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان بوده که این گودال تا جنوب شرق ترکیه ادامه داشته است [۱].

این پهنه یک کمربند دگرگونی عمومی با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است که بخش عمده‌ی آن از سنگ‌های دگرگونی، آتشفشانی و آذرین درونی دگرشکل یافته تشکیل شده است [۳]. باور بر این است که شمال غرب ایران و نواحی کناری، شامل شمال شرق ترکیه و رشته کوه قفقاز کوچک، منطقه‌ای پیچیده با هسته نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱۳۳۳۹۲۷۰۳، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]

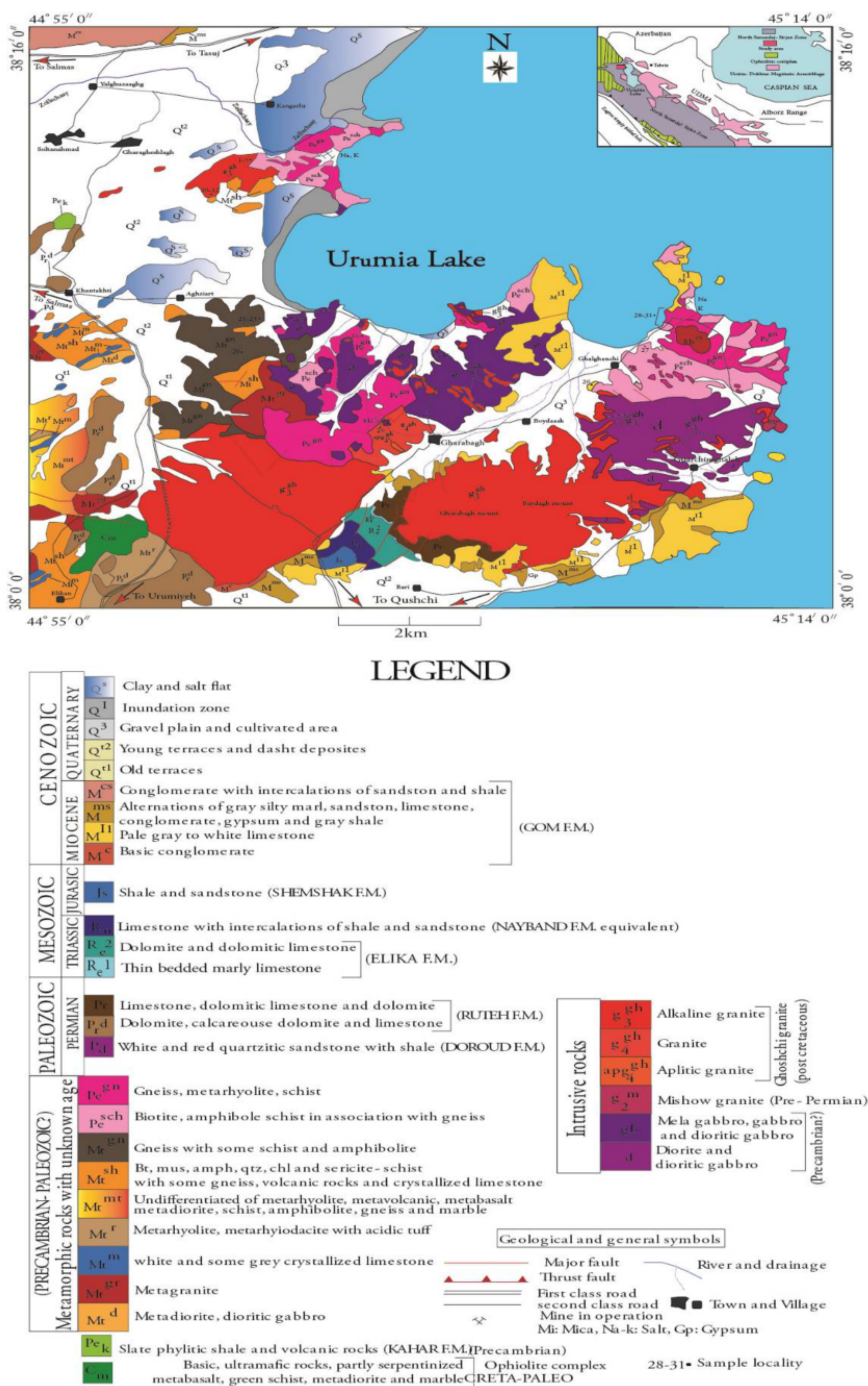
پیشین (500-600Ma) است، که این قطعه‌های کادومین همراه با ساختارهای پالئوزوئیک - مزوزوئیک جوش خورده و سپس با گسترش بالایی از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک پوشیده شده‌اند [۴]. متابازیت‌های شرق سلماس در شمال غرب پهنه سنندج – سیرجان در تناوب با دیگر سنگ‌های دگرگونی چون گنیس‌ها، متاریولیت و مرمرها هستند، که با سنگ‌های رسوبی پرمین- ژوراسیک پوشیده شده و سپس توسط سنگ-های نفوذی قطع شده‌اند [۵، ۶].

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در مرز بین استان‌های آذربایجان شرقی و غربی، به‌ترتیب در جنوب غرب، شرق و شمال شهرستان‌های تسوج، سلماس و ارومیه واقع است. این منطقه دارای مختصات جغرافیایی ″۰ ′۵۵ °۴۴ تا ″۰ ′۱۴ °۴۵ طول شرقی و ″۰ ′۰ °۳۸ تا ″۰ ′۱۴ °۳۸ عرض شمالی است (شکل ۱). براساس زمان زمین‌شناسی، رخنمون انواع سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می‌شود. کهن‌ترین سنگ-های منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی (آرکوزی و آذرآواری نوع اسیدی)، تخریبی – تخریبی آتشفشانی و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت – دیوریت دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت هستند (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی منطقه به-صورت مجموعه درهمی از آمفیبولیت، شیست،گنیس، سنگ-های آذرین - آتشفشانی و نفوذی دگرگون شده، مرمر و آهک-های متبلور هستند. باور بر این است که سازند کهر با دگرگونی بسیار ضعیف و همبری گسله بر روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد که اغلب سن این سازند را پرکامبرین پسین در نظر می‌گیرند [۷، ۸]. متابازیت‌ها بویژه آمفیبولیت‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند که از نظر فراوانی بیشترین حجم مجموعه دگرگونی شرق سلماس را تشکیل می-دهد. براساس بازدیدهای صحرایی، آمفیبولیت‌ها و شیست‌ها (شکل های ۲ ث و ج) بیشتر به‌صورت تناوب با دیگر واحدهای دگرگونی چون گنیس‌ها و آهک‌های بلوری دیده می‌شوند (شکل ۲ الف) که در برخی نقاط با گنیس‌ها در تماس مستقیم بوده و یا به‌صورت قطعه‌های کوچک و بزرگ درون آن‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۲ پ). براساس بررسی‌های صحرایی، متابازیت‌های منطقه توسط سنگ آهک‌های جوانتر به سن الیگو - میوسن به‌صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند [۵، ۶] (شکل ۲ ب) که بیشتر بصورت جهت یافته و توده‌ای با اندازه‌های ریز و متوسط دانه و با آثار چین‌خوردگی دیده می‌شوند (شکل ۲ ت).

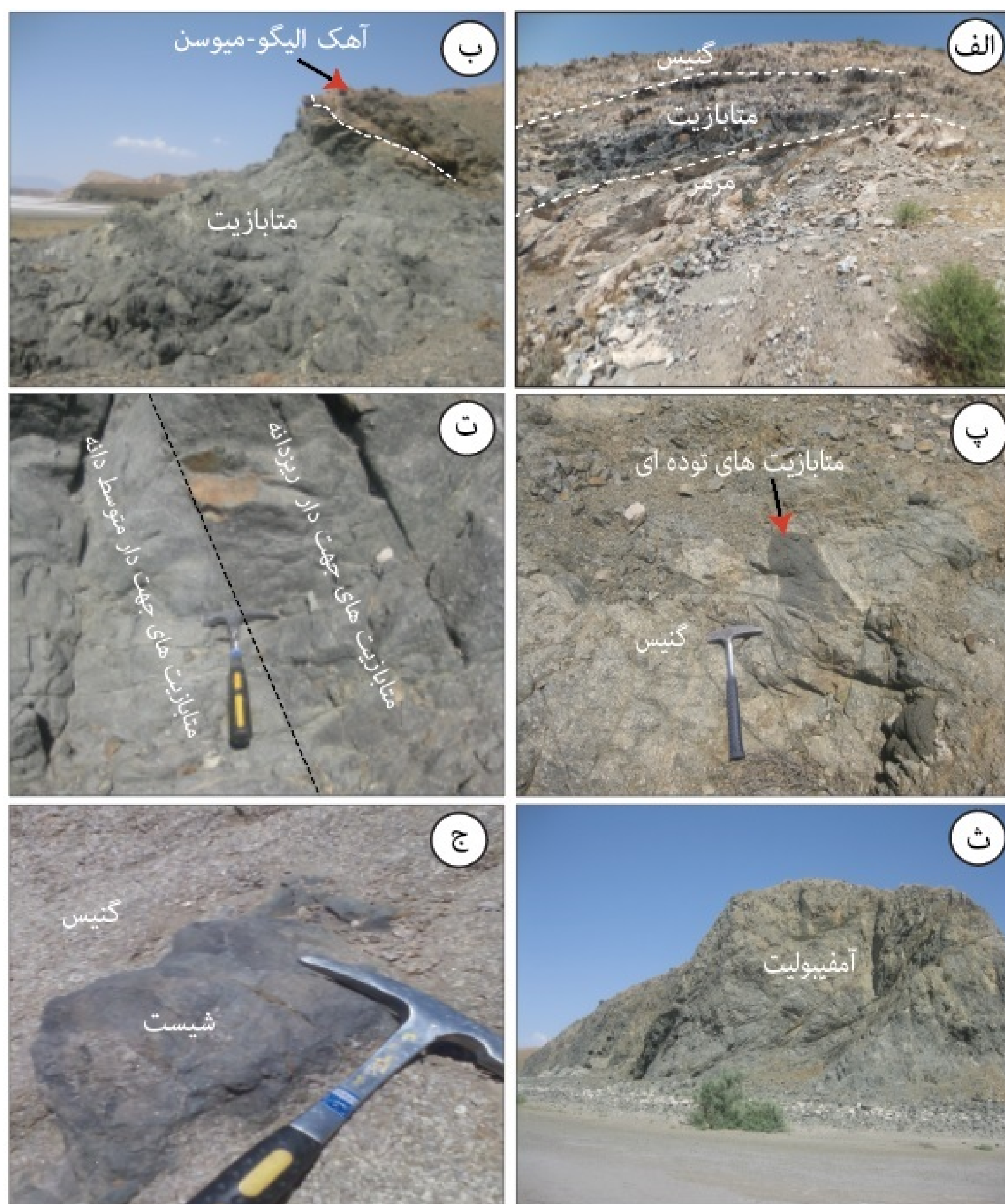
واحدهای پرمین در منطقه به‌طور عمده شامل ماسه سنگ‌هایی مشابه سازند درود در زیر و آهک‌هایی مانند سازند روته در بخش بالایی هستند. نهشته‌های آهکی پرمین با ضخامت قابل توجه با همبری گسله بر روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارند. از آنجا که این همبری در کل شمال غرب ایران دیده می‌شود و همچنین با مقایسه این واحدها با واحدهای مشابه در کشور همسایه، ترکیه، شاید بتوان گفت که سن سنگ‌های دگرگونی به احتمال بسیار پرکامبرین - پالئوزوئیک (پیش از پرمین) است [۷، ۸]. نهشته‌های تریاس – ژوراسیک بطور عمده در گردنه قوشچی رخنمون دارند که شامل آهک مارنی نازک‌لایه، دولومیت، آهک دولومیتی (معادل های سازند الیکا)، آهک با تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ (معادل سازند نایبند) و مخلوطی از شیل و ماسه‌سنگ (معادل سازند شمشک) هستند. در منطقه، رسوب‌های هم ارز سازند شمشک قابل مشاهده هستند که در آن‌ها ریز سنگواره‌هایی به سن لیاس شناسایی شده و سپس با رسوب‌های الیگو - میوسن به‌طور دگرشیب پوشیده شده‌اند [۵، ۶]. واحدهای کرتاسه بیشتر به‌صورت مجموعه آمیزه رنگین دیده می‌شوند که براساس بررسی‌های پیشین، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و رسوبی دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز هستند [۵، ۶]. نهشته‌های ترشیری منطقه با گسترش بسیار مربوط به واحدهای میوسن هستند که به‌طور پیشرونده و با دگرشیبی زاویه دار بر سنگ‌های قدیمی تر قرار دارند که از قدیم به جدید شامل کنگلومرای قاعده، آهک خاکستری کم رنگ تا سفید، تناوبی از مارن لای‌دار خاکستری، ماسه سنگ، آهک، کنگلومرا، سنگ گچ و شیل خاکستری، کنگلومرا با تناوبی از ماسه سنگ و شیل هستند. نهشته‌های کواترنر بیشتر به‌صورت آبرفت بوده که این رسوب‌ها شامل دو سامانه پادگانه آبرفتی و مخروط افکنه هستند. توده‌های نفوذی بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند که شامل انواع سنگ‌های آذرین اسیدی، متوسط و مافیک هستند. گرانیت قوشچی گسترده‌ترین توده نفوذی منطقه است که داخل سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین با سن اواخر پالئوزوئیک قرار دارد [۵، ۶]. گابرو – دیوریت‌ها از دیگر توده های نفوذی منطقه هستند که ترکیب شیمیایی آن‌ها از ملانوگابرو تا دیوریت متغیر است. براساس سن سنجی‌های گزارش شده، این توده‌ها با سن اواخر پالئوزوئیک درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند [۷، ۸].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج و سلماس.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]



شکل ۲ الف) تناوبی از واحدهای متابازیت، گنیس و آهک بلوری در ارتفاع‌های قره قشلاق (دید به سمت شمال)، ب) مرز متابازیت‌های منطقه با آهک‌های الیگو- میوسن به‌صورت دگرشیب، پ) قطعه‌هایی از متابازیت‌های توده‌ای درون گنیس‌های منطقه (دید به سمت جنوب)، ت) متابازیت‌های جهت یافته با دانه‌های ریز و متوسط (دید به سمت جنوب شرق)، ث) رخنمون آمفیبولیت در ساحل غربی دریاچه ارومیه (دید به سمت جنوب) و ج) مرز شیست سبز توده‌ای با گنیس (دید به سمت شمال- شمال شرق).

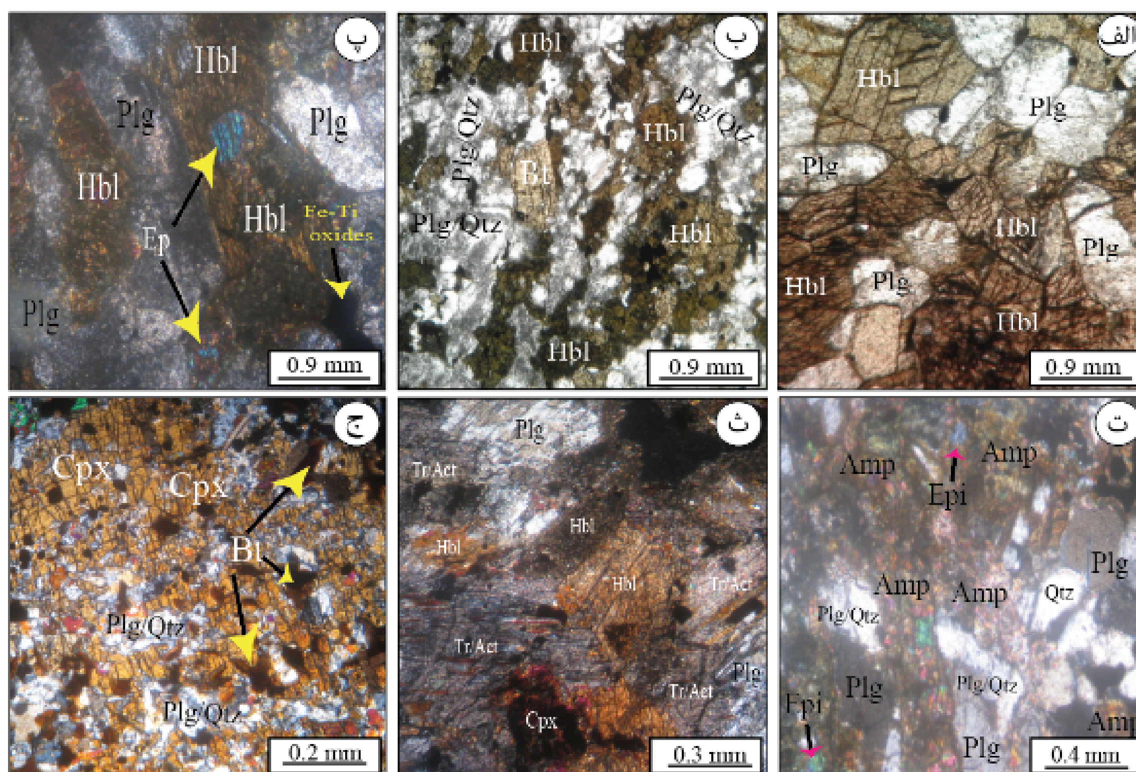
نمونه برداری و روش بررسی

با بازدیدهای صحرایی در چند روز متوالی، از مجموعه سنگ‌های دگرگونی، آذرین و رسوبی منطقه مورد بررسی به‌صورت منظم نمونه برداری شد. از بین حدود ۳۰۰ نمونه برداشت شده، تعداد ۴۰ نمونه سالم و با کمترین هوازدگی برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌نگاری انتخاب شدند. از بین نمونه‌های بررسی شده، تعداد ۲ نمونه مناسب از متابازیت‌ها برای بررسی شیمی انواع کانی‌ها با دستگاه ریزپردازشگر مدل JEOl JXA-8200 در شرایط ولتاژ شتاب دهنده 15kV، قطر نقطه‌ای 2µm و جریان پرتو 10nA در دانشگاه پستدام کشور

آلمان تجزیه شدند. از نمونه‌های انتخابی متابازیت‌ها، ۱۴۵ نقطه ازکانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکا، اسپینل و دیگر کانی‌های فرعی و ثانویه تجزیه شدند.

بررسی‌های سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های میکروسکوپی، متابازیت‌های منطقه از ۶ گروه آمفیبولیتی شامل آمفیبولیت‌های معمولی، بیوتیت – آمفیبولیت‌ها، اپیدوت – آمفیبولیت‌ها، بیوتیت - اپیدوت – آمفیبولیت‌ها، ترمولیت - اکتینولیت – آمفیبولیت‌ها و بیوتیت - کلینوپیروکسن- آمفیبولیت‌ها و همچنین ۴ گروه شیست سبز از نوع بیوتیت شیست، مسکوویت - بیوتیت شیست، ترمولیت - اکتینولیت شیست و میکا - ترمولیت - اکتینولیت - اسپینل - اپیدوت شیست تشکیل شده‌اند. آمفیبولیت‌های معمولی پیرامون ناحیه آق زیارت از فراوانی قابل توجهی برخوردارند که در نمونه دستی به رنگ سبز تیره هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها بیشتر از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، اکسیدهای Fe-Ti یا ایلمنیت به همراه کوارتز، تیتانیت و زیرکن تشکیل شده‌اند (شکل ۳ الف). آمفیبول‌های سبز - قهوه‌ای نسبت به آمفیبول‌های سبز - آبی از فراوانی بیشتری در آمفیبولیت‌ها برخوردارند که در بررسی‌های بافتی، هر دو جهت یافتگی مشخصی را نشان می‌دهند. اکسیدهای Fe-Ti به‌طور عمده در آمفیبولیت‌های معمولی از لبه به تیتانیت تبدیل شده‌اند که در بیشتر مقاطع فراوان دیده می‌شود. آمفیبولیت‌های معمولی نسبت به سایر آمفیبولیت‌ها دچار دگرسانی کمتری شده‌اند. در منطقه مورد بررسی، بیوتیت آمفیبولیت‌ها پیرامون روستاهای آق زیارت و قلقانچی رخنمون گسترده‌ای دارند که در نمونه دستی به رنگ سبز روشن هستند دستخوش و دگرسانی به نسبت شدیدی را شده‌اند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های آمفیبول سبز - آبی و سبز – قهوه‌ای، فلدسپات، بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی کوارتز، تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۳ ب). براساس بررسی‌های میکروسکوپی، بافت عمده این سنگ‌ها پورفیروبلاست و پویی کیلوبلاست هستند که با قرار گرفتن پورفیروبلاست آمفیبول و تیتانیت در زمینه‌ای از فلدسپات مشخص می‌شوند. فلدسپات‌های این سنگ مجموعه‌ای از پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار است که تا حد بسیاری دگرسان شده‌اند. در این سنگ‌ها، تیتانیت هم بصورت اولیه و هم ثانویه حضور دارد. اپیدوت آمفیبولیت‌ها با رخنمون گسترده و بسیار دگرسان شده در پیرامون روستای قلقانچی برونزد دارند که از نظر کانی‌شناسی بیشتر شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپیدوت و کانی‌های فرعی کوارتز و اکسید های Fe-Ti هستند (شکل ۳ پ). در این سنگ‌ها، اپیدوت هم به‌صورت اولیه و هم به‌صورت ثانویه حضور دارد. براساس بررسی های میکروسکوپی، کانی‌های تیره هم به‌صورت اولیه و هم به‌صورت ثانویه ناشی از دگرسانی کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در سنگ دیده می‌شوند. بیوتیت - اپیدوت آمفیبولیت‌ها به‌طور کلی در ارتفاع‌های شمال شرق روستای قلقانچی و پیرامون دریاچه ارومیه برونزد گسترده‌ای دارند که در بررسی‌های صحرایی با دو بافت ریزدانه و درشت دانه دیده می‌شوند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها از کانی‌های هورنبلند سبز – قهوه‌ای، فلدسپات، بیوتیت، اپیدوت به همراه کانی‌های فرعی کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ت). در این سنگ‌ها، کانی‌های آمفیبول به دو صورت ریز و درشت دانه دیده می‌شوند که به‌صورت متناوب با زمینه کوارتز و فلدسپات جهت یافتگی بارزی از خود نشان می‌دهند. کانی‌های بیوتیت و اپیدوت بیشتر به‌صورت اولیه بوده و کمتر برآمده از دگرسانی آمفیبول هستند. اکسیدهای Fe-Ti در بیوتیت - اپیدوت آمفیبولیت‌ها مانند دیگر آمفیبولیت‌ها در زمینه گرانوبلاست سنگ دیده می‌شوند. ترمولیت - اکتینولیت آمفیبولیت‌ها با گستردش به نسبت وسیع پیرامون جنوب شرق روستای آق زیارت رخنمون دارند که در بررسی‌های صحرایی در اثر فازهای زمین‌ساختی منطقه به‌شدت دچار چین خوردگی شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل آمفیبول‌های سبز – قهوه‌ای و ترمولیت – اکتینولیت‌های سوزنی، پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های فرعی کوارتز، اکسیدهای Fe-Ti و کلسیت ثانویه هستند. در برخی از این سنگ‌ها، کانی‌های کلینوپیروکسن به‌صورت باقی مانده آذرین در مرکز ترمولیت-اکتینولیت دیده می‌شوند (شکل ۳ ث). در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها، بقایای بافت دلریتی بصورت پلاژیوکلاژهای هفت – هشتی دیده می‌شوند. بیوتیت - کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌ها پیرامون ارتفاع‌های شمالی قره باغ رخنمون به نسبت کمی دارند که در اثر زمین‌ساخت منطقه دچار خردشدگی شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر شامل کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کلینوپیروکسن همراه با کانی‌های فرعی کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۳ ج).



شکل ۳ مقاطع میکروسکوپی متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها): الف) آمفیبولیت‌های معمولی (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL)، ب) بیوتیت آمفیبولیت‌ها (نور PPL)، پ) اپیدوت آمفیبولیت‌ها (در نور قطبیده متقاطع XPL)، ت) بیوتیت – اپیدوت آمفیبولیت‌ها (نور XPL)، ث) ترمولیت – اکتینولیت آمفیبولیت‌ها (نور XPL) و ج) بیوتیت – کلینوپیروکسن آمفیبولیت (نور PPL). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۹].

بیوتیت شیست‌ها در منطقه مورد بررسی بیشتر پیرامون معدن میکای قره‌باغ برونزد دارند که براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری شامل کانی‌های فلدسپات پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت همراه با کانی‌های فرعی و ثانویه کلریت و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۴ الف). براساس بررسی‌های بافتی، از جمله بافت‌های عمده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت دانه لپیدوگرانوبلاستی اشاره کرد. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها در اثر دگرسانی به کانی‌های ثانویه تبدیل شده‌اند که از جمله می‌توان به دگرسانی بیوتیت به کلریت و اکسیدهای Fe-Ti به کلریت اشاره کرد. مسکویت - بیوتیت شیست‌ها با رخنمون به نسبت گسترده در ارتفاع‌های جنوب شرق روستای قره قشلاق برونزد نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای مقادیر فراوانی از کانی‌های براق میکا هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های این سنگ شامل فلدسپات پلاژیوکلاز، مسکویت، بیوتیت، کوارتز همراه با کانی‌های فرعی تیتانیت، زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۴ پ). در مسکویت - بیوتیت شیست‌ها، کانی‌های میکا جهت یافتگی ترجیحی بارز دارند. در این سنگ‌ها، مسکویت‌ها به صورت انباشتی (شکل ۴ ت) و بیوتیت‌ها به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، بیوتیت‌ها به‌طور مستقیم کنار تیتانیت و کانی‌های تیره به (احتمال بسیار اکسیدهای Fe-Ti) قرار دارند (شکل ۴ ب). از جمله بافت‌های عمده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های دانه لپیدوگرانوبلاستی و پویی کیلوبلاست اشاره کرد. کانی زیرکن در این نوع سنگ‌ها درون بیوتیت و فلدسپات دیده می‌شوند. ترمولیت - اکتینولیت شیست‌ها (اکتینولیتیت‌ها) با رخنمون به نسبت متوسط در جنوب شرق روستای آق زیارت برونزد دارند که از نظر کانی‌شناسی شامل بیش از ۹۰٪ ترمولیت - اکتینولیت هستند. در این سنگ‌ها، آثاری از کلینوپیروکسن آذرین باقی مانده نیز دیده می‌شود. پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره نیز به عنوان کانی‌های فرعی قابل مشاهده هستند. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، می‌توان گفت که این سنگ‌ها حاصل از دگرگونی درجه پایین پیروکسینیت‌ها هستند. میکا - ترمولیت - اکتینولیت - اسپینل - اپیدوت شیست‌ها بیشتر پیرامون معدن میکای قره باغ با رخنمون به نسبت متوسطی برونزد دارند که در نمونه دستی به رنگ سبز روشن هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، این نوع

سنگ‌ها شامل میکا (مسکویت، بیوتیت و بیشتر فلوگوپیت)، آمفیبول (بیشتر ترمولیت - اکتینولیت)، اسپینل (بیشتر هرسینیت‌های سبز رنگ و به احتمال بسیار کمتر کروم - اسپینل های قرمز – قهوه‌ای)، پلاژیوکلاز و اپیدوت همراه با کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل های ۴ ث و ج). در این نوع سنگ‌ها، کانی‌های اسپینل بیشتر از نوع هرسینیت و کروم – اسپینل‌ها هستند که از لبه به کانی‌های میکایی (فلوگوپیت) دگرسان شده‌اند و گاهی به‌صورت شبه ریخت دیده می‌شوند.

شیمی کانی

شیمی کانی سنگ‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) منطقه در ۱۴۵ نقطه از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکا و اسپینل توسط دستگاه به روش تجزیه ریز پردازشی بررسی شد. فرمول عمومی آمفیبول به‌صورت $A(M4)_2(M1)_2(M3)_1(M2)_2(T1)_4(T2)_4O_{22}\ (OH)_2$ است. بر این اساس کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در نمونه‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) منطقه دارای فرمول ساختاری زیر هستند.

$$(K_{0.00-0.20}Na_{0.00-0.33})_{0-1}(Na_{0.00-0.92}Ca_{1.08-2.00})_2(Fe_{0.04}Mg_{0.00-3.71})_2(Mn_{0.00-0.08}Fe_{0.96})_1(Al^{vi}_{0.00-3.69}Ti_{0.00-0.12})_2(Al^{iv}_{0.20-4.72}\ Si_{2.04})_4(Si)_4O_{22}\ (OH)_2 \quad (۱)$$

آمفیبول‌های تجزیه شده از نمونه‌های متابازیتی (SS25B و SS19) منطقه مورد بررسی با توجه به تقسیم‌بندی مرجع [۱۰] از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند که بیشتر در گستره منیزیو هورنبلند و فروچرماکیت قرار دارند (شکل ۵ الف). ترکیب نمونه‌های متابازیتی تجزیه شده دارای مقادیر کاتیونی $Si = 4.31-7.78$ ،$Ti = 0.000-0.12$ ،$Al = 0.23-5.14$ ، $Cr = 0.00$، $Fe^{3+} = 0.00$، $Fe^{2+} = 0.04-2.30$، $Mn = 0.00-0.08$ ،$Mg = 0.00-3.71$ ،$Ca = 1.18-5.56$، $Na = 0.00-0.87$ ،$K = 0.00-0.20$ اتم بر واحد فرمولی هستند. ترکیب فلدسپار در نمونه آمفیبولیتی SS19 تجزیه شده، براساس نمودار مثلثی Ab-Or-An بیشتر در گستره آندزین قرار می‌گیرد (شکل ۵ ب). فرمول عمومی پلاژیوکلازها براساس ۸ اتم اکسیژن به‌صورت $XAl_{(1-2)}Si_{(3-2)}O_8$ است که در آن، جایگاه X با عناصر Na, K و Ca پر می‌شود. براساس نتایج تجزیه ریزپردازشی، فرمول ساختاری فلدسپارهای تجزیه شده به‌صورت $Na_{(0.55-0.72)}Ca_{(0.26-0.41)}Al_{(1.31-1.47)}Si_{(2.55-2.59)}$ است. میکا از نظر فرمول‌های عمومی و ساختاری بیشتر به‌صورت میکاهای دو هشت‌وجهی $A\ (M1+M2)_2T_4O_{10}(OH)_2$ (مسکویت، پاراگونیت و مارگاریت) و سه هشت‌وجهی $A\ (M1+M2)_3T_4O_{10}(OH)_2$ (فلوگوپیت، آنیت، بیوتیت و وونیت) وجود دارد که در نمونه‌های انتخابی، میکا به‌صورت سه هشت وجهی با ترکیب فلوگوپیت شناسایی شده است (شکل ۵ پ). فرمول ساختاری میکاهای تجزیه شده براساس ۲۲ اتم اکسیژن به‌صورت $K_{1.51-1.93}Mg_{2.81-4.98}AlSi_{5.25-5.50}O_{10}(OH)_2$ محاسبه شد. ترکیب میکاهای تجزیه شده در متابازیت‌های انتخابی (SS25B, SS19) منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره ترکیبی فلوگوپیت قرار دارد. مقادیر عناصر اصلی در نمونه‌های فلوگوپیتی آمفیبولیت‌های تجزیه شده تا حدی نزدیک بهم است:

$Si = 5.254-5.498$ ،$Ti = 0.033-0.056$ ،$Al = 3.116-3.311$، $Cr = 0.000-0.002$، $Fe^{2+} = 0.480-2.425$، $Mn= 0.007-0.023$ ، $Mg = 2.814-4.985$ ،$Ca = 0.000-0.063$ ،$Na = 0.028-0.071$ و $K = 1.512-1.930$.

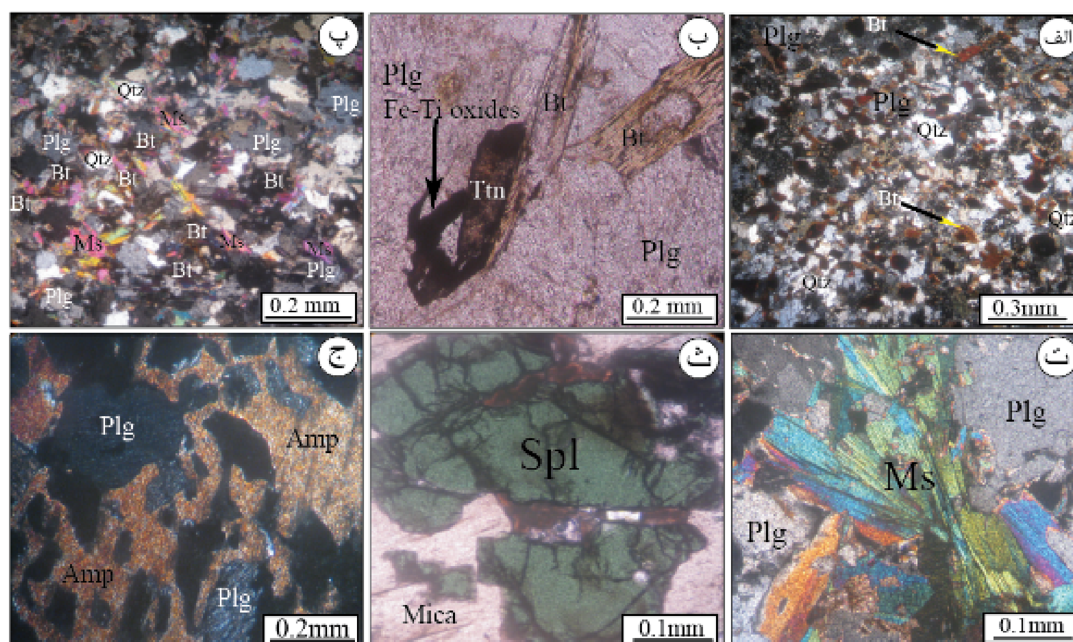
مقادیر نسبت‌های

$Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.53-0.90$، $Fe/(Fe+Mg) = 0.090-0.46$ ، $Al/(Al+Si) = 0.35-0.38$ و $Na/(Na+K) = 0.018-0.035$

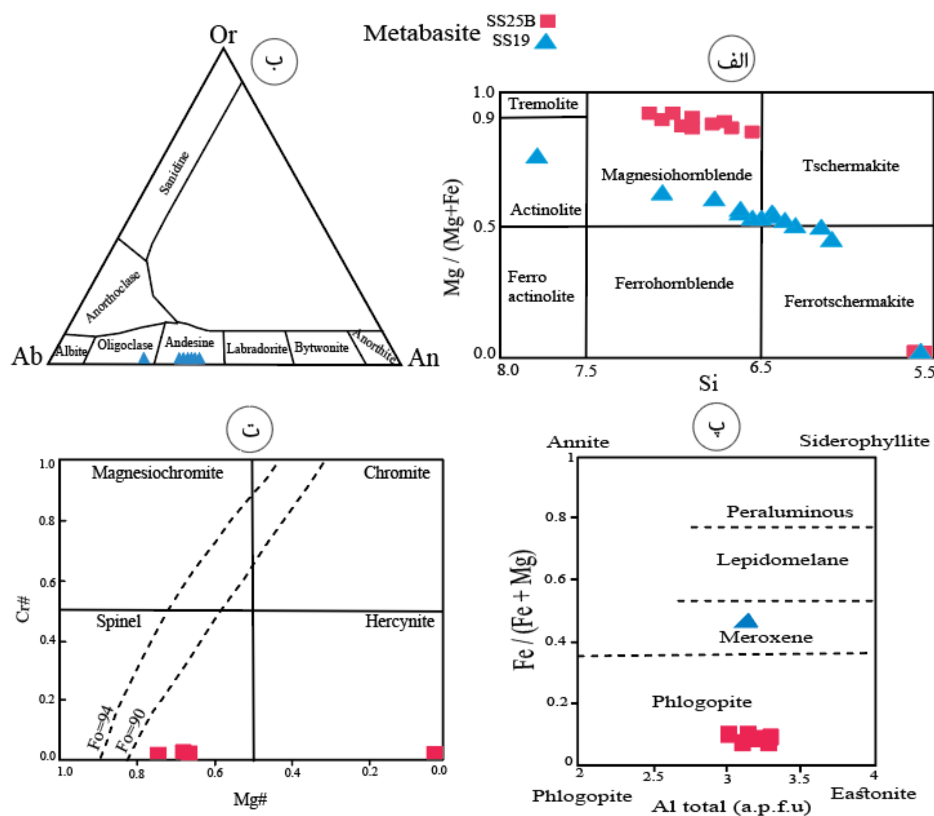
در نمونه‌های آمفیبولیتی تجزیه شده با ترکیب فلوگوپیت نیز نزدیک بهم است (جدول ۱). فرمول ساختاری اسپینل‌های مورد بررسی براساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شد. نمونه‌های اسپینل تجزیه شده براساس نمودار سه تایی $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$ و نمودار دوتایی Cr#-Mg# بیشتر از نوع آلومینیم اسپینل هستند (شکل ۵ ت). با توجه به گستره‌های پایداری متفاوت گروه‌های اسپینل، نمونه‌های اسپینلی مورد بررسی در گستره پایداری بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد قرار دارند. Al – اسپینل‌های مورد بررسی دارای اکسیدهای اصلی $Al_2O_3= 58.04-65.65$ ،$MgO = 16.86-18.96$ یگانگی و همچنین نسبت‌های

$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+}) =$ ،$Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.714-0.740$ $Al/(Al+Fe^{3+}+Cr) = 0.965-0.996$ و $0.709-0.969$ هستند (جدول ۱). با توجه به اعضای نهایی گروه‌های اسپینل، عضو نهایی Al- اسپینل در نمونه‌های تجزیه شده دارای اسپینل بین 0.704 تا 0.731 و هرسینیت 0.241-0.259 است (جدول ۱). گزیده ای از نتایج تجزیه نقطه ای کانی‌ها در جدول ۱ آمده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]



شکل ۴ مقاطع میکروسکوپی متابازیت‌ها (شیست‌ها): الف) بیوتیت شیست‌ها (نورXPL)، ب) تبدیل بیوتیت از لبه به تیتانیت در مسکویت - بیوتیت شیست‌ها (نورPPL)، پ) بافت دانه لپیدوگرانوبلاستی در مسکویت شیست‌ها (XPL)، ت) کانی مسکویت به‌صورت دسته جارویی در مسکویت شیست‌ها (XPL)، ث و ج) اسپینل، میکا و آمفیبول در میکا - ترمولیت - اکتینولیت - اسپینل - اپیدوت شیست ها (PPL وXPL).



شکل ۵ تعیین ترکیب کانی‌های تجزیه شده در نمونه‌های متابازیتی (SS25B, SS19) براساس نمودارهای رده‌بندی کانی‌ها، الف) نمودار ترکیب آمفیبول‌ها، ب) نمودار ترکیب پلاژیوکلازها، پ) نمودار ترکیب میکاها و ت) نمودار ترکیب گروه‌های اسپینل.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]

جدول ۱ گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکا و اسپینل در نمونه‌های متابازیتی (SS25B و SS19) شرق سلماس.

	آمفیبول			پلاژیوکلاز		میکا (Phl)			اسپینل
اکسیدها	SS25B	SS19	اکسیدها	SS19	اکسیدها	SS25B	SS19	اکسیدها	SS25B
SiO_2	۴۶/۵۲	۴۳/۷۲	SiO_2	۵۸/۱۹	SiO_2	۳۷/۵۸	۳۵/۷۹	TiO_2	۰/۰۱
TiO_2	۰/۴	۰/۳۹	TiO_2	۰/۰۱	TiO_2	۰/۴	۱/۴۹	Al_2O_3	۶۵/۲۷
Al_2O_3	۱۱/۵۴	۱۲/۸۶	Al_2O_3	۲۷/۳۲	Al_2O_3	۱۸/۸۶	۱۷/۶۱	Cr_2O_3	۰/۰۱
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۱	Cr_2O_3	۰/۰۱	Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۱	FeO	۱۵/۹۳
FeO	۴/۰۲	۱۷/۰۸	FeO	۰/۱۱	FeO	۴/۵۸	۱۹/۱۴	MnO	۰/۶۶
MnO	۰/۱۴	۰/۳۰	MnO	۰/۰۱	MnO	۰/۰۹	۰/۱۸	NiO	۰/۰۲
MgO	۱۰/۸	۹/۶۷	MgO	۰/۰۰	MgO	۲۲/۹	۱۲/۴۶	MgO	۱۸/۷۷
CaO	۲۶/۰۹	۱۲/۷۳	CaO	۷/۷۵	CaO	۰/۰۳	۰/۳۹	ZnO	۰/۰۰
Na_2O	۰/۲۱	۱/۱۸	Na_2O	۶/۹۶	Na_2O	۰/۱۹	۰/۱۰	مجموع	۱۰۰/۶۷
K_2O	۰/۰۱	۰/۶۱	K_2O	۰/۰۵	K_2O	۱۰/۳۶	۷/۸۳		
مجموع	۹۹/۷۳	۹۸/۵۸	مجموع	۱۰۰/۴۱	مجموع	۹۴/۹۹	۹۵/۰۰		
(O)	۲۳	۲۳	(O)	۸	(O)	۲۲	۲۲	(O)	۴
Si	۶/۴۴	۶/۴۴	Si	۲/۵۹	Si	۵/۳۶	۵/۴۲	Ti	۰/۰۰
Ti	۰/۰۴	۰/۰۴	Ti	۰/۰۰	Ti	۰/۰۴	۰/۱۷	Al	۱/۹۴
Al	۲/۰۰	۲/۲۴	Al	۱/۴۳	Al	۳/۱۷	۳/۱۴	Cr	۰/۰۰
Al iv	۱/۴۲	۱/۵۰	Cr	۰/۰۰	Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	Fe3+	۰/۰۶
Al vi	۰/۵۵	۰/۷۱	Fe3+	۰/۰۰	Fe3+	۰/۰۰	۰/۰۰	Fe2+	۰/۲۸
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	Fe2+	۰/۰۰	Fe2+	۰/۵۵	۲/۴۲	Mn	۰/۰۱
Fe3+	۰/۰۰	۰/۰۰	Mn	۰/۰۰	Mn	۰/۰۱	۰/۰۲	Ni	۰/۰۰
Fe2+	۰/۴۸	۱/۸۹	Mg	۰/۰۰	Mg	۴/۸۷	۲/۸۱	Mg	۰/۷۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۳	Ca	۰/۳۶	Ca	۰/۰۱	۰/۰۶	Zn	۰/۰۰
Mg	۲/۱۳	۲/۱۲	Na	۰/۶۰	Na	۰/۰۵	۰/۰۳	Total	۳
Ca	۳/۹	۲/۰۱	K	۰/۰۰	K	۱/۸۹	۱/۵۱	$Mg/(Mg+Fe^{2})$	۰/۷۲
Na	۰/۰۵	۰/۳۴	مجموع	۴/۹۸	مجموع	۱۵/۹۶	۱۵/۵۸	$Fe2/(Fe^{2}+Fe^{3})$	۰/۸۳
K	۰/۰۰	۰/۱۲	Na/(Na+K+Ca)	۰/۶۱	Mg/(Mg+Fe2)	۰/۸۹	۰/۵۳	$Al/(Al+Fe^{3}+Cr)$	۰/۹۷
مجموع	۱۷/۰۰	۱۷/۴۶	K/(Na+K+Ca)	۰/۰۰	Fe/(Fe+Mg)	۰/۰۹	۰/۴۶	Fe^{2}	۰/۲۸
Mg/(Mg+Fe2)	۰/۶۷	۰/۴۹	Ca/(Na+K+Ca)	۰/۳۸	Al/(Al+Si)	۰/۳۶	۰/۳۶	Mg	۰/۷۱
Na_B	۰/۰۶	۰/۱۳			Na/(Na+K)	۰/۰۳	۰/۰۲	Mn+Zn+Ni	۰/۰۱
Ca_B	۱/۹۳	۱/۸۳						Al	۰/۹۷
$(Ca+Na)_B$	۲/۰۰	۲						Fe3	۰/۰۳
Na_A	۰/۰۰	۰/۲۱						Cr	۰/۰۰
K_A	۰/۰۰	۰/۱۱						Mg#	۰/۶۷
$(Na+K)_A$	۰/۰۰	۰/۳۲						Cr#	۰/۰۰
A	۰/۲۲	۰/۱۶						اسپینل	۰/۷۱
C	۰/۵۵	۰/۲۸						هرسینیت	۰/۲۵
FM	۰/۲۴	۰/۵۶						گلکسیت	۰/۰۱
								گاهنیت	۰/۰۰
								تروریت	۰/۰۰
								مگنتیت	۰/۰۳
								کرومیت	۰/۰۰
								الو اسپینل	۰/۰۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]

زمین دما – فشار سنجی

تعیین دما و فشار سنگ‌های دگرگونی بسیار ضروری است، زیرا اطلاعاتی در مورد محیط تشکیل سنگ‌ها و ترکیب کانی‌های همزیست در حال تعادل به‌دست می‌دهد. پایه همه محاسبات زمین دما فشارسنجی داشتن شرایط ترمودینامیکی است، یعنی RT LnK=0 و ΔG° + که R ثابت گازها، T دما برحسب کلوین و K ثابت تعادل (تابع ترکیب و فعالیت کانی‌ها) و ΔG از نوع تغییر انرژی آزاد و وابسته به دما و فشار است. برای به‌دست آوردن دما و فشار سنگ‌های دگرگونی روش‌های متفاوتی وجود دارد که یکی از روش‌های قدیمی بر پایه شبکه-های سنگ‌زایی است که در آن کانی‌های شاخص کاربرد بیشتری دارند [۹]. رخساره‌های دگرگونی اساس روشی برای بیان شرایط دگرگونی هستند که از مجموعه کانی‌هایی استفاده می‌شود که بیانگر دما و فشاری هستند که در آن سنگ به تعادل رسیده است. برای مثال، شرایط فشار بالا- دما پایین بیانگر رخساره شیست آبی است [۹]. استفاده از داده‌های ترمودینامیکی با پیشرفت علم و اندازه‌گیری عناصر با دستگاه-های مدرن جایگاه ارزشمندی پیدا کرده است. براساس تجزیه شیمیایی کانی‌ها می‌توان به درک بیشتر شرایط دما و فشار وارد بر سنگ‌ها در فرآیندهای مختلف زمین‌شناسی پی برد، که یکی از این کانی‌ها آمفیبول است. آمفیبول‌ها از نظر کانی‌شناسی و فرمول شیمیایی بسیار متنوع بوده و در بسیاری از سنگ‌ها دارای گستره‌ی دمایی و فشاری به‌ترتیب ۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۲۳-۱ کیلوبار هستند [۱۰]. همچنین در آمفیبول‌ها، فراوانی عناصر تابع دما، فشار و گریزندگی اکسیژن است [۱۱] که با افزایش دما و فشار، مقدار Ti, Na, Al, K و عدد منیزیم افزایش یافته، در حالی که مقدار Fe, Mn, Ca و Si کاهش می‌یابد [۱۲، ۱۳]. براساس این روابط خطی، آمفیبول‌ها برای برآورد شرایط دما و فشار سنگ‌ها کاربرد گسترده‌ای دارند [۹، ۱۴-۱۶]. در نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی از ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در آمفیبولیت‌ها برای دما فشارسنجی سنگ‌های منطقه استفاده شد. متداولترین روش دماسنجی آمفیبولیت‌ها بر پایه زوج کانی هورنبلند – پلاژیوکلاز است. اساس دماسنج هورنبلند – پلاژیوکلاز که توسط بلاندی و هلند [۱۰] ارائه شده است واکنش ترمولیت= (کوارتز)۴+ ادنیت+البیت است. با توجه به این واکنش، جانشینی ادنیتی و چرماکیتی در ترکیب آمفیبول-ها صورت گرفته است. به این ترتیب، میانگین دمای به‌دست آمده برای آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی ۷۸۲/۷ درجه سانتی‌گراد است. روش دیگر دماسنجی بر پایه هورنبلند – پلاژیوکلاز [۱۷] به‌صورت دو دماسنج مستقل برای سنگ‌های کوارتزدار و بدون کوارتز طراحی شده است:

البیت+ترمولیت= کوارتز ۴+ ادنیت (۲)

آنورتیت+ریشتریت= البیت +ادنیت (۳)

براساس این واکنش‌ها، بترتیب میانگین دمای ۷۴۵/۳ و ۷۴۷/۸ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی به-دست آمد. سنگ‌های مورد بررسی به‌علت داشتن کانی کوارتز (واکنش ۲)، دارای میانگین دمای۷۴۵/۳ هستند. برای به‌دست آوردن این دما از فشار به‌دست آمده براساس روش مرجع [۹] استفاده شد.

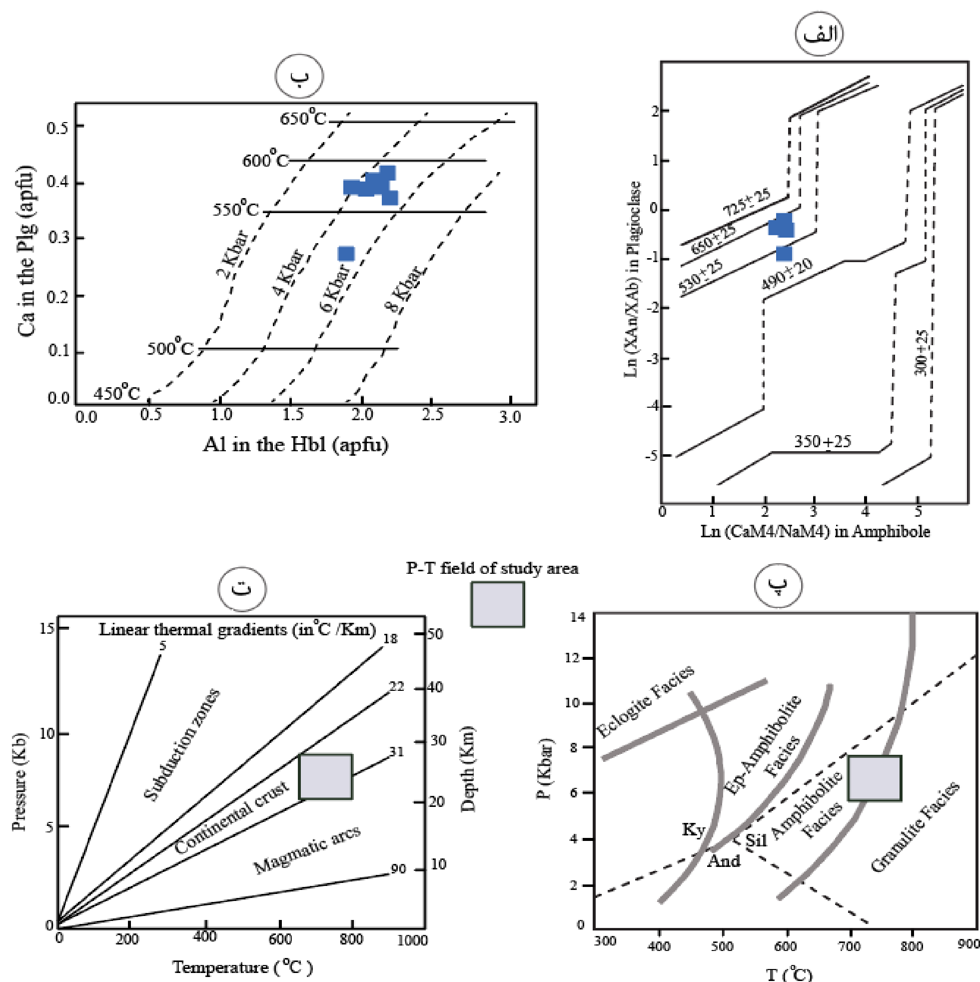
روش دیگر دماسنجی هورنبلند است که توسط اُتن [۱۸] ارائه شد. مبنای این روش میزان Ti موجود در آمفیبول‌ها بر این اساس، میانگین دمای آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی ۶۱۰/۲ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمد. برای برآورد فشار متابازیت‌های منطقه نیز از ترکیب آمفیبول در نمونه‌های آمفیبولیتی و روابط مختلف معادله‌های استفاده شد که اساس همه آن‌ها مقدار کل آلومینیوم (Al^t) موجود در آمفیبول است، زیرا مقدار Al در ترکیب آمفیبول با تغییر فشار رابطه مستقیمی دارد. در روش فشارسنجی آمفیبول [۱۶]، برای به-دست آوردن مقدار فشار از رابطه $P = -3.01+4.76\ Al^t \pm 0.6$ kbar استفاده شد که براین اساس، فشار آمفیبولیت‌های مورد بررسی حدود ۶/۰۷ ±۰/۶ کیلوبار برآورد شد. فشارسنجی آمفیبول [۱۶] روش دیگری بر پایه رابطه $P = -3.46+4.23\ Al^t \pm 0.5$ kbar است. که براساس آن، فشار دگرگونی آمفیبولیت‌های مورد بررسی حدود ۴/۶۱ ±۰/۵ کیلوبار محاسبه شد هویستر و همکاران [۱۵] نیز برای فشارسنجی آمفیبول براساس مقدار آلومینیوم کل (Al^t) موجود در ساختار و ترکیب آمفیبول‌ها رابطه $P = -4.76+5.64 \pm 1$ kbar را معرفی کرده-اند که براساس آن، فشار تشکیل آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی در حدود ۶ ±۱ کیلوبار به‌دست آمد. رابطه $P = -3.92+5.03Al^t \pm 3$kbar نیز برای فشارسنجی آمفیبول ارائه شده است [۱۴] که براساس آن، فشار تشکیل آمفیبولیت-های مورد بررسی برابر با ۵/۶۷ ±۳ کیلوبار بدست آمد. هر چند دما فشارسنجی زوج کانی هورنبلند – پلاژیوکلاز [۱۰، ۱۷] از

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.2.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.303]

روش‌های مناسب برای برآورد دما و فشار متابازیت‌ها به‌ویژه آمفیبولیت‌ها است، از نمودارهای P-T مناسب نیز برای تعیین گستره‌ی دما و فشار سنگ‌های مورد بررسی استفاده شد. متابازیت‌های مورد بررسی براساس نمودارهای دما – فشار گوناگون در گستره‌ی کمربندهای کوهزایی قاره‌ای با کمی هم‌پوشی محیط‌های ماگمایی قرار دارند (شکل ۶ ت). آمفیبولیت‌های منطقه به علت نداشتن کانی‌های گارنت بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج دما – فشارسنجی براساس شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمودارهای مرجع [۱۹]، در گستره‌ی دمایی و فشاری متوسط قرار دارند و با گذر از رخساره آمفیبولیت به گرانولیت تفسیر می‌شوند (شکل ۶ پ). نمودار دوتایی Ln (Xan/XAb) در پلاژیوکلاز نسبت به Ln (CaM4/NaM4) در آمفیبول [۱۱] برای محاسبه‌ی دمای دگرگونی متابازیت‌های منطقه استفاده شد که به این ترتیب نیز ترکیب نمونه‌های مورد بررسی در گستره دمایی متوسط قرار دارند (شکل ۶ الف). سرانجام برای تعیین همزمان دما و فشار متابازیت‌های منطقه مورد بررسی از نمودار Ca پلاژیوکلاز نسبت به Al هورنبلند [۲۰، ۲۱] استفاده شد که به این ترتیب، میانگین دما و فشار به‌ترتیب ۶۰۰-۵۵۰ درجه سانتی گراد و ۶-۴ کیلوبار به‌دست آمد (شکل ۶ ب).



شکل ۶ نمودارهای دما و فشارسنجی متابازیت‌های منطقه: الف) محاسبه مقدار دمای دگرگونی متابازیت‌ها با استفاده از نمودار دوتایی Ln (Xan/XAb) در پلاژیوکلاز نسبت Ln (CaM4/NaM4) در آمفیبول، ب) محاسبه متوسط گستره‌ی دما و فشار متابازیت‌های منطقه با استفاده از نمودار Ca در پلاژیوکلاز نسبت به Al در هورنبلند، پ) قرار گرفتن متابازیت‌های منطقه در مرزبین رخساره آمفیبولیت – گرانولیت با نوع بارووین و حد پایداری هورنبلند و بدون گارنت و ت) شیب زمین گرمایی متابازیت‌ها با میانگین ۳۰°C/Km و قرار گرفتن در محیط‌های کوهزایی قاره‌ای. (مستطیل نشانگر گستره مورد بررسی است).

برداشت

متابازیت‌های شرق سلماس شامل آمفیبولیت و شیست سبز بیشتر دارای ساختارهای جهت یافته و توده‌ای هستند و اندازه-ی دانه‌ها در آنها از ریز تا متوسط در تغییر است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، آمفیبولیت‌ها به‌صورت ۶ زیرگروه و شیست‌های در سبز ۴ زیرگروه قابل مشاهده هستند. آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکا و اسپینل از جمله کانی‌های اصلی نمونه‌های متابازیتی (SS25B, SS19) منطقه هستند، که از این رو ترکیب آمفیبول‌ها بیشتر از نوع منیزیو هورنبلند- فروچرماکیت، پلاژیوکلاز با نوع آندزین، میکا با نوع فلوگوپیت و گروه‌های اسپینل با بیشترین عضو نهایی آلومینیم اسپینل است. برای به-دست آوردن میانگین دما و فشار متابازیت‌های منطقه از روش دمافشارسنجی بر پایه زوج کانی هورنبلند – پلاژیوکلاز استفاده شد که بر این اساس، سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی دارای دمای ۶۰۰-۵۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۶-۴ کیلوبار هستند. در حالت کلی با توجه به نمودارهای تفکیک محیط زمین-ساختی و روش‌های متنوع دمافشارسنجی، می‌توان برای متابازیت‌های مورد بررسی، رخساره نوع بارووین با گذر تدریجی از آمفیبولیت به گرانولیت و شیب زمین گرمایی با میانگین ۳۰°C/Km و محیط‌های کوهزایی درون قاره‌ای را پیشنهاد داد.

مراجع

[1] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review*", The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968)1229-1258.

[2] Alavi M., *"Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations*", Tectonophysics, 229 (1994) 211-238.

[3] Mohajjel M., Fergusson C.L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision*", Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. Journal of Structural Geology, 22 (2000)125–1139.

[4] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., *"Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites*", Journal of Asian Earth Sciences, 91(2014)19–38.

[5] Khodabandeh A. A, Aminifazl A., *"Geology map of 1/100000 Tasuj*", organization of geology and mine explorations of country (1372).

[6] Khodabandeh A.A, Aminifazl A., *"Geology map of 1/100000 Salmas*", organization of geology and mine explorations of country (1372).

[7] Shafaii Moghadam H. Li, X-H., Ling, X-X., Stern R. J., Santos J. F., Minhold G., Ghorbani Gh., Shabani sh., *"Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints*", Journal of Lithos, 266-279 (2015).

[8] Asadpour M., Heuss S., Pourmaafi S. M., *"New evidences of Precambrian and Paleozoic magmatism in the Gharebagh intrusives*", NW of iran, Journal of Earth Sciences (1392).

[9] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as afunction of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.

[10] Blundy J. D., Holland A. F., *"Calcic amphibole equiliburia and a new amphibole-plagioclase geothermometer*", Contribution to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.

[11] Spear F. S., *"NaSi= CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 77 (1980) 355-364.

[12] Esawi E. K., *"Amph-Class: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the1997 recommendation of the international mineralogical Association*", Computers Geosciences, 30(2004)753-760.

[13] Tuloch A. J., Challis G. A., *"Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry*", New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 43 (2000) 555-567.

[14] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobaromter*", AmericanMineralogist,71(1986)1297-1313.

[15] Hollister L. S., Grissom G. C., Peter E. K., Stowll H. H., Sisson V. B., *"Confirmation of the empiricalcorrelation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons*". American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.

[16] Johnson M. C., Rutherford J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks*", Geology, 17 (1989) 837-841.

[17] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*", Contribution mineral petroleum, 116(1994) 433-47.

[18] Otten MT., *"The origin of brown hornblende in Artfjallet gabbro and dolerites*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 89-199.

[19] Liu J., Bohlen S. R., Ernest W. G., *"Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust*", Earth and Planetary Science Letters, 143 (1996) 161-171.

[20] Plyusnina L. P., *"Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 80 (1982) 40-146.

[21] Leake B.E., *"Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist 63, 1023–1052. Le Bas*, M.J., 2000. IUGS reclassification of the high - Mg and picritic volcanic rocks. Journal of Petrology, 41 (1978)1467–1470.